



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Leitfaden der Wetterkunde

Börnstein, Richard

Braunschweig, 1901

Temperatur.

[urn:nbn:de:hbz:466:1-77440](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hbz:466:1-77440)

Temperatur.

Die Temperatur der uns umgebenden unteren Luftschichten wird durch zwei Wärmequellen beeinflusst: von unten her durch die tieferen Bodenschichten und von oben her durch die Sonne. Zur Erklärung der im Erdinnern vorhandenen hohen Temperaturen nehmen wir an, dass nach der Hypothese von Kant (Laplace) die Erde gleich den übrigen Körpern des Sonnensystems einst eine feurig-flüssige Masse gewesen und durch allmähliche Erkaltung in den heutigen Zustand gelangt sei. Da die Erkaltung naturgemäss durch Ausstrahlung von der Oberfläche in den Weltenraum hinein geschah, so blieben die inneren Schichten heisser, als die äusseren, und es findet noch jetzt eine beständige Wärmebewegung aus den tieferen Bodenschichten nach der Oberfläche statt. In Tunneln, Bergwerken und dergleichen macht sich die höhere Temperatur deutlich genug bemerkbar, und der einzelne Ort erhält von dieser Erdwärme um so mehr, je tiefer, d. h. je näher den warmen Bodenschichten er liegt, während umgekehrt die hochgelegenen Plätze entsprechend kälter sind. Ausser der Höhenlage kommt hierbei auch noch die Beschaffenheit des Bodens in Betracht; je besser er die Wärme leitet, um so höher wird an der Oberfläche die durchschnittliche Temperatur sein. Indessen ist nur der durchschnittliche Werth der Temperatur von diesen Dingen abhängig. Denn da die Wärme der tieferen Bodenschichten von Jahres- und Tageszeit nicht beeinflusst wird, kann sie auch keine zeitlichen Aenderungen der Temperatur erzeugen. Diese Wärme übt also zwar einen merklichen Einfluss auf das Klima, nicht aber auf das Wetter.

Wir wenden uns nunmehr zu der mächtigen und für unser Wetter überaus wichtigen Wärmequelle, der Sonne. Ihre Strahlung führt der Erde beständig grosse Wärmemengen zu, welche, bevor sie den Erdboden treffen, in der Atmosphäre einen langen Weg zurücklegen und dort erheblichen Einflüssen ausgesetzt sind. Um diese Einwirkung der durchstrahlten Luftschichten zu erkennen, untersuchte man die Sonnenstrahlung in verschiedenen Höhen und benutzte den Umstand, dass die-

jenige Luftschicht, über welche der Beobachter sich erhoben hat, nicht von den ihn treffenden Strahlen durchlaufen zu werden braucht. So hat Langley (6) in der Stadt Allegheny und an zwei Punkten des Felsengebirges in 1146 und in 3543 m Höhe sehr sorgfältige vergleichende Messungen der Sonnenstrahlung ausgeführt und daraus berechnet, dass die sogenannte Solarconstante, nämlich die Wärmemenge, welche ausserhalb der Atmosphäre auf eine zur Strahlenrichtung senkrechte Fläche von 1 qcm in jeder Minute gelangen würde, gleich 3,068 Grammc calorien ist. Das heisst, es würde diese Wärmemenge genügen, um 1 g Wasser um etwas mehr als 3° zu erwärmen. Die der Sonne zugewendete Erdhälfte erhält auf diese Weise in einem Jahre so viel Wärme, als nöthig wäre, um eine die ganze Erdoberfläche bedeckende Eisschicht von beinahe 50 m Mächtigkeit zu schmelzen. Zugleich aber liessen jene Messungen auch erkennen, dass ein sehr bedeutender Theil der in die Atmosphäre eintretenden Strahlung nicht bis zum Erdboden hindurchdringt. In mittleren Breiten wird selbst bei ganz heiterem Himmel etwa die Hälfte der täglichen Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre zurückgehalten. Hierbei zeigen sich erhebliche Verschiedenheiten unter den von der Sonne kommenden Lichtarten. Die am wenigsten brechbaren Strahlen, welche die längsten Wellen haben und von uns nicht gesehen, sondern nur mittels ihrer wärmenden Wirkung empfunden werden können, erleiden vorzugsweise in der Luft eine Absorption, d. h. werden von der Atmosphäre verschluckt. Andererseits äussert die Luft eine zerstreue Wirkung, besonders auf die brechbarsten (kurzwelligigen) Strahlen, die uns blau und violett erscheinen, und indem diese Strahlen in der Atmosphäre ihre Richtung ändern (diffus zerstreut werden), liefern sie das diffuse Tageslicht und machen das ganze Himmelsgewölbe für uns zu einer Licht- und Wärmequelle. Da diese Zerstreuung vorzugsweise die blauen Strahlen betrifft, so ist damit die blaue Himmelsfarbe verständlich [Lord Rayleigh (7)]. Die Schwächung der Sonnenstrahlen in der Atmosphäre ist demgemäss am grössten für blaues Licht; einem Beobachter, der sich über die ganze Atmosphäre erheben und ohne deren Einfluss die Sonne betrachten könnte, müsste dieselbe bläulich erscheinen.

Wie wir eben sahen, wird den von der Sonne kommenden Strahlen ein erheblicher Betrag in der Luft entzogen; es begreift sich leicht, dass diese Schwächung der Sonnenstrahlen bereits beim Eintritt in die Atmosphäre beginnt und in den höchsten Luftschichten vor sich geht, dass aber die Strahlen, welche bis zu uns an den Boden des Luftmeeres gelangen, bereits fast aller derjenigen Bestandtheile beraubt sind, die ihnen die Luft entziehen kann, und daher keine merkliche Energie mehr an dieselbe abgeben. Diese Erwägung führt zu einem wichtigen Schluss in Betreff der Erwärmung der uns umgebenden Luftmassen, denn wir erkennen, dass diesen Luftschichten unmittelbar durch die Sonnenstrahlen keine Wärme zugeführt werden kann. Vielmehr werden die Strahlen durch

die unteren Luftschichten ohne irgend eine Wirkung hindurchgelassen, treffen den Boden und geben an diesen ihre Energie in Form von Wärme ab. Erst durch Vermittelung des Bodens, nämlich auf dem Wege der Wärmeleitung vom Boden in die Luft hinein, kann die von den Sonnenstrahlen herrührende Wärme eine Temperaturerhöhung der Luft bewirken, und also muss der Erdboden auch in Betreff der von oben stammenden Sonnenwärme als eigentliche und unmittelbare Wärmequelle der uns umgebenden Luft angesehen werden.

Und nicht bloss als Wärmequelle wirkt der Boden, sondern in gleicher Weise auch als Kältequelle. Denn der Erdball ist allseitig von dem sehr niedrig temperirten Weltraum umgeben und verliert beständig Wärme durch Ausstrahlung in diese kalte Umgebung hinein, während ausserdem von den langwelligen Strahlen, die der Erdboden aussendet, ein erheblicher Theil in der Atmosphäre absorbirt wird. Je wärmer der Boden ist, um so mehr Wärme strahlt er aus, und so zeigt sich die jeweilige Temperatur des Bodens als gleichzeitiges Ergebniss zweier Strahlungen: von der Sonne wird am Tage Wärme dem Boden zugestrahlt, und vom Boden her beständig Wärme ausgestrahlt, der Unterschied dieser beiden Wirkungen ist in jedem einzelnen Augenblicke für die Temperatur des Bodens maassgebend. Mit dem Boden in Berührung sind die untersten Luftschichten; sie entziehen dem Boden Wärme, wenn dessen Temperatur höher ist, sie geben aber Wärme an ihn ab, wenn er kälter ist. Und weil nun dieser Wärmeaustausch zwischen Boden und Luft durch Leitung geschieht und Zeit braucht, so hat jede Temperaturänderung des Bodens eine gleichsinnige und etwas später eintretende Aenderung der Lufttemperatur zur Folge.

Zur Bestätigung betrachten wir nochmals den in Fig. 1 (S. 4) dargestellten täglichen Gang der Temperatur in Berlin. Die Curve beginnt mit Mitternacht und sinkt zunächst, denn während der Nacht giebt es keine Erwärmung durch Sonnenstrahlen, sondern nur die Abkühlung durch Ausstrahlung des Bodens. Die aufgehende Sonne sendet anfangs ihre Strahlen schräg und wenig wirksam auf die Erde, und erst nach einer gewissen Zeit ist ihre wärmende Kraft so weit gewachsen, dass die eingestrahelte Wärme mehr beträgt als die gleichzeitig ausgestrahelte Menge. Alsdann geht die Abkühlung des Bodens in Erwärmung über, und etwas später beginnt auch die Lufttemperatur zu steigen. Wir haben also bald nach Sonnenaufgang den kältesten Augenblick des ganzen Tages. Von nun ab steigt die Sonne höher und erzeugt durch ihre immer steiler eintreffenden Strahlen ein Anwachsen der Temperatur bis zur Mittagszeit. Obgleich dann von 12 Uhr ab die Bestrahlung des Bodens wieder geringer wird, dauert das Ansteigen der Lufttemperatur doch noch einige Zeit hindurch, und zwar um so länger, je stärker die ganze Aenderung gewesen ist. Wir sehen daher den wärmsten Zeitpunkt des Tages im Januar um 2 Uhr, im Juli erst um 3 Uhr Nachmittags eintreten. Alsdann wird mit sinkender Sonne die Temperatur

immer niedriger und bleibt auch nach Sonnenuntergang im Abnehmen.

Aehnlich gestaltet sich für den grössten Theil der Erde der jährliche Gang der Temperatur. Mit der Tageslänge und der Mittagshöhe der Sonne steigt auch die Wärmewirkung, und so haben wir das Jahresmaximum der Temperatur im Juli, das Minimum im Januar (wenigstens auf der nördlichen Erdhälfte; auf der südlichen umgekehrt). Beide Extreme sind auch wieder etwas verspätet gegen den längsten und den kürzesten Tag. Abweichend davon hat man am Aequator eine doppelte jährliche Periode der Temperatur, zwei Maxima um die Zeit der Nachtgleichen, zwei Minima zur Zeit der Sonnenwendtage, jedoch besteht zwischen beiden Jahreshälften eine gewisse Ungleichheit, weil die Erde während unseres Winters der Sonne etwas näher ist, als in unserem Sommer; andererseits bewegt sie sich in der Sonnennähe rascher auf ihrer Bahn, und darum ist der südliche Sommer etwas kürzer als der unserige. Mit wachsender Entfernung vom Aequator nähern sich die Maxima von beiden Seiten her der Sommersonnenwende, um schliesslich bald nach dieser sich zu vereinigen, während die Minima sich ebenso gegen die Wintersonnenwende hinziehen.

Um diese Einzelheiten zahlenmässig zu verfolgen, beginnen wir mit Betrachtung der Mitteltemperatur. Die wirksamste Wärmequelle, nämlich die Sonnenstrahlung, führt dem Boden Wärmemengen zu, welche mit der Dauer und der Steilheit der Strahlen wechseln. Die Dauer zwar kommt für Unterschiede der mittleren Jahrestemperatur nicht in Betracht, denn an jedem Orte der Erde steht während des Jahres die Sonne insgesamt ebenso lange über dem Horizont als unter demselben. Um so grössere Verschiedenheiten entstehen aber durch die verschiedene Sonnenhöhe, denn je höher die Sonne über den Horizont steigt und je steiler ihre Strahlen den Boden treffen, um so grösser ist ihre wärmende Kraft. Darum ist das Jahresmittel der Temperatur am grössten in der Nähe des Aequators und nimmt von da nach Nord und Süd mit wachsender geographischer Breite ab. Aus den thatsächlichen Beobachtungen vieler Stationen berechnete Dove (8) die Mitteltemperaturen der Parallelkreise; später wurde auf Grund des inzwischen sehr vermehrten Beobachtungsmaterials von Spitaler (9) die Rechnung wiederholt. Die Ergebnisse sind in der nachfolgenden Tabelle enthalten, nämlich die durchschnittlichen Temperaturen der Parallelkreise für das ganze Jahr und für die extremen Monate Januar und Juli, gesondert für die nördliche (N) und die südliche (S) Erdhälfte (s. Tab. S. 12).

Bei dieser von 10° zu 10° fortschreitenden Darstellung entsteht freilich ein unrichtiges Bild, weil die verschiedenen Zahlen sich keineswegs auf gleich grosse Flächen beziehen. Die Zone von 0 bis 10° umfasst $0,17$ (d. i. etwa ein Sechstel) der ganzen Erdhälfte, die Zone von 80 bis 90° nur $0,015$, also weniger als ein Zehntel jener erstgenannten Zone. Und zwischen 0 und 30° Breite liegt in unserer nachstehenden Tabelle

Geogr. Breite	J a h r		J a n u a r		J u l i	
	N	S	N	S	N	S
0°	25,9°	25,9°	26,2°	26,2°	25,5°	25,5°
10	26,4	25,0	25,7	25,9	26,7	24,0
20	25,6	22,7	21,7	25,5	28,1	20,5
30	20,3	18,5	13,9	22,6	27,4	15,3
40	14,0	11,8	3,9	16,1	23,8	9,7
50	5,6	5,9	— 7,2	— 8,1	18,1	3,2
60	— 0,8	0,2	— 16,0	—	14,1	—
70	— 9,9	— 4,9	— 25,5	—	7,3	—
80	— 16,5	— 8,4	— 32,0	—	2,6	—
90	— 20,0	— 9,3	— 36,0	—	2,0	—

ein Drittel aller Zahlen, auf der Erde aber die halbe Fläche der Hemisphäre. Diesen Ungleichheiten entgeht man, wenn man die Zonen nicht nach dem Winkelwerthe der geographischen Breite eintheilt, sondern nach dem Sinus derselben, weil alsdann zwischen den einzelnen Breitenkreisen, für welche die Mittelwerthe angegeben sind, stets gleiche Flächen liegen. Aus den Angaben von Spitaler (9) und von Wiener (16) hat v. Bezold (10) die jährlichen Mitteltemperaturen und die jährlichen Strahlungssummen (wovon sogleich die Rede sein wird) nach Breitenkreisen, die um gleiche Flächen fortschreiten, berechnet und folgende Werthe (s. Tab. S. 13) gefunden.

Die Abweichung der Mitteltemperatur eines Ortes vom Mittel seines Breitengrades wird nach Dove die thermische Anomalie des Ortes genannt. Die Vertheilung dieser Anomalie über den Erdboden kann man durch Linien darstellen, welche die Orte gleicher thermischer Anomalie verbinden und Isanomalen oder auch Isametralen genannt werden.

Wie man sieht, ist der eigentliche „Wärmeäquator“, d. h. der im Jahresdurchschnitt wärmste Parallelkreis in 10° nördlicher Breite gelegen. Die nördliche Halbkugel ist bis zu 45° Breite wärmer, in höheren Breiten aber kälter als die südliche. Diese Verschiedenheit ist theilweise bedingt durch die ungleiche Vertheilung von Wasser und Land, da die südliche Erdhälfte mehr Wasser-, die nördliche mehr Landfläche enthält. Ausserdem aber sind von grosser Wirkung die regelmässigen Meeresströmungen, durch welche erhebliche Wärmemengen transportirt werden. Für Europa kommt hier namentlich der Golfstrom in Betracht, welcher die vom Passatwind im Golf von Mexico angesammelten Wassermassen durch die schmale Floridastrasse in den nordatlantischen Ocean führt und gegen Nordosten, also gegen die europäische Nordwestküste, treibt. Da dieses Wasser vorher einen langen Weg unter den Tropen zurückgelegt hat, dann aber rasch den Ocean durch-eilt, so bringt es recht grosse Wärmemengen an unsere Küsten und hebt

Geographische Breite		Mitteltemperatur		Strahlungs- summe
Sinus	Winkel	N	S	
1,0	90 ⁰	— 20,0 ⁰	—	151,6
0,9	64 ⁰ 9'	— 3,7	—	192,0
0,8	53 8	3,3	3,9	237,5
0,7	44 26	10,6	9,0	272,0
0,6	36 52	16,1	13,6	298,5
0,5	30 0	20,3	18,5	321,0
0,4	23 25	24,1	21,5	337,5
0,3	17 28	26,1	23,5	350,0
0,2	11 32	26,4	24,7	358,8
0,1	5 44	26,2	25,6	364,5
0,0	0	25,9	25,9	365,24

deren Mitteltemperatur sehr merklich. Diesem Umstande ist z. B. die hohe Jahrestemperatur von Helgoland (8,3⁰) zuzuschreiben, während Königsberg, obgleich in nahezu derselben geographischen Breite liegend, um fast 2⁰ kälter (6,6⁰) ist.

Die Wirkung des Golfstromes auf klimatische Verhältnisse ist neuerdings von Pettersson (11) untersucht worden, welcher fand, dass in gewissen Jahren Intensität und Richtung des Golfstromes Schwankungen aufwies, die wiederum mit dem Eintritte kalter oder warmer Winter in Nordeuropa zusammenfielen. Ferner zeigten die Temperaturverhältnisse des Meerwassers und die hiermit in naher Beziehung stehenden Lufttemperaturen der Küstenorte gleichartigen Verlauf in den Monaten Juli bis September, und andererseits auch in den Monaten December bis April, so dass dort der Wärmecharakter des Sommers schon im Juli, der des Winters im December erkennbar ist. Im Anschlusse hieran hat Meinardus (12) nachgewiesen, dass der Temperaturcharakter, welcher bei Beginn des Winters in Norwegen (Christiansund) herrscht, am Schlusse des Winters und im Beginne des Frühlings in Mitteleuropa zum Ausdrucke kommt. Wenn in Norwegen November und December kälter (resp. wärmer) sind als im Vorjahre, so sind wahrscheinlich in Deutschland die Monate Januar bis März gleichfalls kälter (resp. wärmer) als im Vorjahre. Diese Wahrscheinlichkeit beträgt an den deutschen Küsten 85 bis 88 Proc., im Binnenlande weniger.

Endlich ist für die mittlere Jahrestemperatur eines Ortes noch die Höhenlage wesentlich, denn je weiter der Ort von den warmen Erdschichten der Tiefe entfernt liegt, um so weniger Wärme kann ihm von dort zukommen. Aus zahlreichen und an den verschiedensten Orten angestellten Vergleichen zwischen Berg und Thal berechnet Hann (13), dass vom Aequator bis zu etwa 60⁰ nördlicher Breite im Gebirge durchschnittlich die Temperatur auf je 100 m Erhebung um etwa 0,57⁰ sinkt. Diese Abnahme beträgt in einzelnen Gegenden weniger als 0,5, in anderen

Geogr. Breite	J a h r		J a n u a r		J u l i	
	N	S	N	S	N	S
0°	25,9°	25,9°	26,2°	26,2°	25,5°	25,5°
10	26,4	25,0	25,7	25,9	26,7	24,0
20	25,6	22,7	21,7	25,5	28,1	20,5
30	20,3	18,5	13,9	22,6	27,4	15,3
40	14,0	11,8	3,9	16,1	23,8	9,7
50	5,6	5,9	— 7,2	— 8,1	18,1	3,2
60	— 0,8	0,2	— 16,0	—	14,1	—
70	— 9,9	— 4,9	— 25,5	—	7,3	—
80	— 16,5	— 8,4	— 32,0	—	2,6	—
90	— 20,0	— 9,3	— 36,0	—	2,0	—

ein Drittel aller Zahlen, auf der Erde aber die halbe Fläche der Hemisphäre. Diesen Ungleichheiten entgeht man, wenn man die Zonen nicht nach dem Winkelwerthe der geographischen Breite eintheilt, sondern nach dem Sinus derselben, weil alsdann zwischen den einzelnen Breitenkreisen, für welche die Mittelwerthe angegeben sind, stets gleiche Flächen liegen. Aus den Angaben von Spitaler (9) und von Wiener (16) hat v. Bezold (10) die jährlichen Mitteltemperaturen und die jährlichen Strahlungssummen (wovon sogleich die Rede sein wird) nach Breitenkreisen, die um gleiche Flächen fortschreiten, berechnet und folgende Werthe (s. Tab. S. 13) gefunden.

Die Abweichung der Mitteltemperatur eines Ortes vom Mittel seines Breitengrades wird nach Dove die thermische Anomalie des Ortes genannt. Die Vertheilung dieser Anomalie über den Erdboden kann man durch Linien darstellen, welche die Orte gleicher thermischer Anomalie verbinden und Isanomalien oder auch Isametralen genannt werden.

Wie man sieht, ist der eigentliche „Wärmeäquator“, d. h. der im Jahresdurchschnitt wärmste Parallelkreis in 10° nördlicher Breite gelegen. Die nördliche Halbkugel ist bis zu 45° Breite wärmer, in höheren Breiten aber kälter als die südliche. Diese Verschiedenheit ist theilweise bedingt durch die ungleiche Vertheilung von Wasser und Land, da die südliche Erdhälfte mehr Wasser-, die nördliche mehr Landfläche enthält. Ausserdem aber sind von grosser Wirkung die regelmässigen Meeresströmungen, durch welche erhebliche Wärmemengen transportirt werden. Für Europa kommt hier namentlich der Golfstrom in Betracht, welcher die vom Passatwind im Golf von Mexico angesammelten Wassermassen durch die schmale Floridastrasse in den nordatlantischen Ocean führt und gegen Nordosten, also gegen die europäische Nordwestküste, treibt. Da dieses Wasser vorher einen langen Weg unter den Tropen zurückgelegt hat, dann aber rasch den Ocean durch-eilt, so bringt es recht grosse Wärmemengen an unsere Küsten und hebt

Geographische Breite		Mitteltemperatur		Strahlungs- summe
Sinus	Winkel	N	S	
1,0	90 ⁰	— 20,0 ⁰	—	151,6
0,9	64 ⁰ 9'	— 3,7	—	192,0
0,8	53 8	3,3	3,9	237,5
0,7	44 26	10,6	9,0	272,0
0,6	36 52	16,1	13,6	298,5
0,5	30 0	20,3	18,5	321,0
0,4	23 25	24,1	21,5	337,5
0,3	17 28	26,1	23,5	350,0
0,2	11 32	26,4	24,7	358,8
0,1	5 44	26,2	25,6	364,5
0,0	0	25,9	25,9	365,24

deren Mitteltemperatur sehr merklich. Diesem Umstande ist z. B. die hohe Jahrestemperatur von Helgoland (8,3⁰) zuzuschreiben, während Königsberg, obgleich in nahezu derselben geographischen Breite liegend, um fast 2⁰ kälter (6,6⁰) ist.

Die Wirkung des Golfstromes auf klimatische Verhältnisse ist neuerdings von Pettersson (11) untersucht worden, welcher fand, dass in gewissen Jahren Intensität und Richtung des Golfstromes Schwankungen aufwies, die wiederum mit dem Eintritte kalter oder warmer Winter in Nordeuropa zusammenfielen. Ferner zeigten die Temperaturverhältnisse des Meerwassers und die hiermit in naher Beziehung stehenden Lufttemperaturen der Küstenorte gleichartigen Verlauf in den Monaten Juli bis September, und andererseits auch in den Monaten December bis April, so dass dort der Wärmecharakter des Sommers schon im Juli, der des Winters im December erkennbar ist. Im Anschlusse hieran hat Meinardus (12) nachgewiesen, dass der Temperaturcharakter, welcher bei Beginn des Winters in Norwegen (Christiansund) herrscht, am Schlusse des Winters und im Beginne des Frühlings in Mitteleuropa zum Ausdrucke kommt. Wenn in Norwegen November und December kälter (resp. wärmer) sind als im Vorjahre, so sind wahrscheinlich in Deutschland die Monate Januar bis März gleichfalls kälter (resp. wärmer) als im Vorjahre. Diese Wahrscheinlichkeit beträgt an den deutschen Küsten 85 bis 88 Proc., im Binnenlande weniger.

Endlich ist für die mittlere Jahrestemperatur eines Ortes noch die Höhenlage wesentlich, denn je weiter der Ort von den warmen Erdschichten der Tiefe entfernt liegt, um so weniger Wärme kann ihm von dort zukommen. Aus zahlreichen und an den verschiedensten Orten angestellten Vergleichen zwischen Berg und Thal berechnet Hann (13), dass vom Aequator bis zu etwa 60⁰ nördlicher Breite im Gebirge durchschnittlich die Temperatur auf je 100 m Erhebung um etwa 0,57⁰ sinkt. Diese Abnahme beträgt in einzelnen Gegenden weniger als 0,5, in anderen

bis 0,75 und scheint von der geographischen Breite nicht merklich abzuhängen. Wohl aber erwies sich die Bewölkung als einflussreich, denn wie Süring (14) gezeigt hat, ist der Temperaturunterschied zwischen Berg und Thal an heiteren Tagen durchschnittlich viel geringer als an trüben, weil die bei klarem Himmel Morgens eintretende Temperaturumkehr (Herabfliessen der kalten, schweren Luft in das Thal) der unteren Station Kälte, der oberen Wärme zuführt. Wesentlich geringer als im Gebirge ist die Wärmeabnahme mit der Höhe in allmählich anschwellenden Erhebungen, die mit den wärmespendenden Bodenschichten eine breitere Verbindung haben. Hier liegt nach Hann (15) die Aenderung der Temperatur auf 100 m näher an 0,4 als an 0,5°.

In Taf. I am Schluss des Buches ist die Vertheilung der durchschnittlichen Jahrestemperatur über die Erde durch eine Darstellung der Isothermen ersichtlich gemacht. Es sind dies Linien gleicher mittlerer Jahrestemperatur, die von A. v. Humboldt zuerst angewendet wurden, und die auf unserer Figur die Wirkungen der Meeresströmungen sowie auch der Bodenerhebungen erkennen lassen. Denn ohne solche Wirkung müssten die Isothermen mit den Parallelkreisen zusammenfallen.

Wenden wir uns nunmehr zur Grösse der Temperaturschwankung (der sog. Amplitude) im jährlichen und täglichen Gange, so sind dafür theilweise die gleichen Ursachen maassgebend, welche wir bei der Betrachtung des Jahresmittels bereits kennen gelernt haben. In erster Linie kommt die geographische Breite in Betracht und die von ihr abhängige Dauer der Bestrahlung. Aus der wechselnden gegenseitigen Stellung der Erde und der Sonne folgt, dass die Tage im Sommer länger, im Winter kürzer als die Nächte sind, und dass dieser Unterschied, der am Aequator gleich Null ist, mit der geographischen Breite zunimmt. Am Aequator kommt die jährliche Temperaturschwankung nur durch den Wechsel der Sonnenhöhe zu Stande. Je weiter aber vom Aequator entfernt ein Ort liegt, um so länger sind seine Sommertage und Winternächte, um so kürzer seine Sommernächte und Wintertage, und um so grösser erweist sich der Unterschied der Wärmemengen, welche dem Boden im Sommer und im Winter zugestrahlt werden. Demgemäss sehen wir in den auf S. 12 und 13 mitgetheilten Tabellen den Unterschied zwischen der Januar- und Julitemperatur mit wachsender geographischer Breite erheblich zunehmen, und ebenso auf der Zeichnung Taf. II und III, welche die Januar- und Juliisothermen von Europa darstellt, den Unterschied beider Zahlen nach Norden hin wachsen. Wie sehr die Tageslänge auch bei geringer Mittagshöhe der Sonne von Einfluss ist, zeigt eine Berechnung der am längsten Tage dem Boden zugeführten Wärme. Setzt man nämlich die grösste Strahlenmenge, welche ein am Aequator liegender Ort erhalten kann, nämlich diejenige vom 20. März, gleich 1000, so beträgt nach Chr. Wiener (16) am 21. Juni die dem Boden eines Ortes zugeführte Strahlung

am Nordpol	1203
in 62° nördlicher Breite	1092
in 43 $\frac{1}{2}$ ° " "	1109
am Aequator	881
in 66 $\frac{1}{2}$ ° südlicher Breite	0

Der Nordpol erhält an diesem Tage also um über 20 Proc. mehr Wärme als ein Ort des Aequators an seinem heissesten Tage. Und es giebt überhaupt im Sommer des Nordpols eine Zeit von 56 Tagen, an welchen dort die Strahlung stärker ist als gleichzeitig an irgend einem anderen Punkte der Erde. Von dieser grossen Wärmemenge wird freilich ein sehr erheblicher Theil zum Schmelzen des in der kalten Jahreszeit entstandenen Eises verwendet, und in polaren Gegenden kann darum die Temperatur des Bodens, wenigstens soweit er mit Schnee oder Eis bedeckt ist, nicht über 0° steigen.

Einen sehr wesentlichen Einfluss auf die Grösse der Temperaturschwankung übt ferner das Wasser aus, und zwar sowohl wegen seiner grossen specificischen Wärme, als auch durch Verdampfen und Condensiren. Unter specificischer Wärme eines Körpers versteht man diejenige Wärmemenge, welche einem Kilogramm desselben zugeführt werden muss, um seine Temperatur von 0 auf 1° C. zu erhöhen. Setzt man, wie gewöhnlich, die specificische Wärme des Wassers gleich 1, so ist diejenige der festen Erdoberfläche etwa 0,2, d. h. ein Kilogramm trockenen Bodens braucht, um von 0 auf 1° erwärmt zu werden, nur etwa ein Fünftel derjenigen Wärmemenge, die für die gleiche Temperaturerhöhung eines Kilogramms Wasser erforderlich ist. Bedenkt man aber, dass die Strahlung nicht gleichen Gewichtsmengen, sondern gleichen Raumtheilen die nämlichen Wärmemengen zuführt, so kommt in Betracht, dass der trockene Erdboden zu einer Temperaturerhöhung etwa 0,6 von derjenigen Wärmemenge braucht, welche für die gleiche Temperaturerhöhung eines ebenso grossen Volumens Wasser nöthig ist. Das Wasser wird also durch Zuführung der gleichen Wärmemenge sehr viel weniger erwärmt, und umgekehrt durch Fortführung der gleichen Wärmemenge auch sehr viel weniger abgekühlt als der trockene Erdboden.

Noch stärker als durch seine grosse specificische Wärme wirkt das Wasser ausgleichend auf die Temperatur durch die Vorgänge, welche bei jeder Aenderung des Aggregatzustandes stattfinden. Zur Ueberführung von Wasser in Dampf wird Wärme verbraucht, sie wird gebunden (latent), und umgekehrt wird die gleiche Wärmemenge bei der Verwandlung des Dampfes in Wasser wieder frei. Diese Menge beträgt ungefähr 600 Calorien, d. h. um ein Kilogramm Wasser in Dampf von der gleichen Temperatur zu verwandeln, ist etwa 600mal so viel Wärme erforderlich, als zur Erwärmung der gleichen Wassermenge um 1°. Genauer beträgt diese Verdampfungswärme des Wassers nach Regnault (17):

bei 0°	606,5 Cal.	bei 20°	592,6 Cal.
" 10°	599,55 "	" 30°	585,65 "

Wird einem Gewässer Wärme zugeführt, so dient ein Theil derselben zur Verdampfung und wirkt gar nicht auf die Temperatur; wird umgekehrt einer Wasserfläche Wärme entzogen, so beginnt auch die darüber befindliche Luft sich abzukühlen, und ein Theil des darin enthaltenen Dampfes condensirt sich zu Wasser unter Freiwerden einer entsprechenden Menge latenter Wärme, so dass die weitere Abkühlung verlangsamt wird.

Endlich ist noch zu erwähnen, dass die Sonnenstrahlen den festen Boden nur an der Oberfläche treffen, in Wasser aber eindringen. Es wird also auch den tieferen Wasserschichten noch Strahlungswärme zugeführt, und demgemäss die Oberfläche um ebenso viel weniger erwärmt.

Aus allen diesen Gründen sind in wasserreichen Gegenden die Temperaturschwankungen (sowohl jährliche wie tägliche) viel geringer als in trockenem. Das Seeklima zeichnet sich vor dem Binnenklima

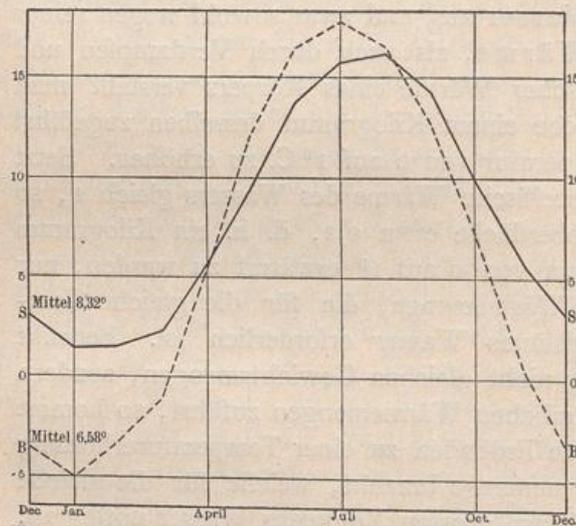


Fig. 3. Jährlicher Gang der Temperatur in Helgoland (S) und Klaussen (B).

durch grössere Gleichmässigkeit und verminderte Gegensätze aus, daneben auch durch etwas späteres Eintreten der Extreme. Unter sonst gleichen Verhältnissen, also namentlich in gleichen Breiten, ist das Land im Sommer wärmer und im Winter kälter als das Meer. Ein treffliches Beispiel für das Seeklima bietet uns Helgoland, dessen jährlicher Temperaturgang in Fig. 3 neben demjenigen der im ostpreussischen Binnenlande gelegenen Station Klaussen dargestellt ist. Beide Orte haben ungefähr die gleiche geographische Breite, dabei aber ganz verschiedene Wärmeverhältnisse. Helgoland verdankt dem Golfstrom seine hohe Jahrestemperatur und dem Seeklima die geringe jährliche Schwankung, welche nur $14,7^{\circ}$ beträgt, während die letztere im Binnenklima von Klaussen auf $22,8^{\circ}$ wächst. In den Monaten November bis Januar sind die wegen „milden“ Klimas bekannten Orte Bozen, Meran, Montreux und Lugano kühler als Helgoland [Kremser (18)], wo das maritime Klima den Sommer kühler und den Winter milder, die Tage weniger warm und die Nächte weniger kalt werden lässt als im Binnenlande.

Nach v. Neergard (19) kann man in klaren Frühjahrsnächten Wiesen gegen Bodenfrost dadurch schützen, dass man sie Abends mit einer Wasserschicht bedeckt, welche Morgens, wenn auf die kalte Nacht ein warmer Tag folgt, wieder abgelassen ist.

Aehnlich wie die grossen Gewässer wirkt auch das im Walde enthaltene Vegetationswasser auf die Temperatur. Es ist namentlich die tägliche Schwankung im Walde geringer als im benachbarten Freiland, und zwar zeigt dieser Einfluss nach Müttrich (20) eine deutliche Abhängigkeit von der Art der Waldbäume. Im ganzen Jahre liegen die täglichen Extreme der Temperatur einander näher im Walde als ausserhalb desselben. Während aber der Nadelwald im Sommer seine Wirkung nur mässig steigert, erweist sich der Einfluss des Laubwaldes im Winter und Frühjahr geringer, in den Monaten Juni bis August dagegen erheblich grösser als derjenige der wintergrünen Bestände, entsprechend der mit der Laubbildung stark vergrösserten Verdunstungsfläche. Auch die jährliche Temperaturschwankung wird, obwohl nur wenig, durch den Wald verringert. Es besteht bei derartigen vergleichenden Temperaturmessungen die Schwierigkeit, dass sowohl die Besonnung als auch die nächtliche Ausstrahlung in den Feldstationen viel grösser ist als im Walde. Man muss daher, um an beiden Stellen und trotz der verschiedenen Strahlungsverhältnisse die richtigen Lufttemperaturen zu erhalten, besondere Sorgfalt auf wirkliche Bestimmung der „Schattentemperatur“ verwenden. Dies ist mit Benutzung des Assmann'schen Aspirationsthermometers neuerdings durch Schubert (21) geschehen und ergab Bestätigung der geschilderten Beziehungen.

Unter den regelmässig wirkenden Ursachen, von denen die Wärmeschwankung abhängt, ist nunmehr noch die Oberflächenbeschaffenheit des Bodens zu nennen. Die Erfahrung lehrt, dass hellfarbige oder glatte Flächen einen erheblichen Theil der darauffallenden Strahlung zurückwerfen, während dunkle oder rauhe Oberflächen mehr Strahlen absorbieren. Indem unserem Auge ein Gegenstand hell oder blank erscheint, erkennen wir, dass er uns mehr Strahlen zusendet als ein anderer, den wir dunkel sehen. Da beide aber keine eigene Strahlung haben, muss der erstere von den auf ihn gefallenen Strahlen des Tageslichtes mehr zurückwerfen. Der andere behält eine grössere Strahlungsmenge zurück und wird demgemäss wärmer. Dem entspricht es, dass man sich durch helle Kleider gegen die Wirkung starken Sonnenscheines zu schützen pflegt. Und wenn eine matte oder rauhe Fläche mehr Strahlung aufnimmt als eine glatte, so kommt in Betracht, dass erstere thatsächlich eine grössere Oberfläche auf gleicher Unterlage besitzt und darum die Strahlung an mehr Punkten auffangen kann. Dieser vermehrten Erwärmung am Tage steht die grössere nächtliche Abkühlung gegenüber; die gleichen Körper von dunkler oder rauher Oberfläche, die sich im Sonnenschein stärker erwärmen, verlieren auch während der Nacht durch Ausstrahlung mehr Wärme als die hellen oder glatten Flächen. Bekannt ist, dass Thau und Reif sich vorzugsweise auf Rasen zeigen. Die dunkle Farbe und die aus der Oberfläche sämtlicher Grashalme bestehende grosse Fläche erzeugen eben eine viel stärkere Abkühlung in dem mit Rasen bewachsenen Boden als auf glatter und

heller Fläche, und als Folge dieser Abkühlung tritt dann Condensation ein. Es ist also die tägliche Wärmeschwankung über dunklem oder rauhem Boden grösser als über hellem oder glattem Grunde, und diese Verschiedenheit tritt, weil sie von der Strahlung herrührt, vorzugsweise bei ungehinderter Strahlung, d. h. bei klarem Himmel auf.

Von erheblicher Bedeutung für die Wärmeschwankung erweist sich ferner die Bodengestalt. Unter sonst gleichen klimatischen Verhältnissen schwankt die Temperatur auf Gipfeln weniger und im Thale mehr als in der Ebene. Schon die blosse Höhenlage ist nicht ohne Einfluss, denn da ein höher gelegener Ort im Allgemeinen der Einwirkung des Bodens weniger ausgesetzt ist als eine Station von geringer Seehöhe, so hat das Höhenklima eine gewisse Aehnlichkeit mit dem Seeklima: die Jahresextreme sind weniger von einander verschieden und treten theilweise etwas später ein als in niedrig gelegenen Orten. Viel stärker aber als die absolute Seehöhe kommt hierfür in Betracht das Verhältniss eines Ortes zu seiner Umgebung (Gipfel oder Thallage), und diese Beziehung beeinflusst namentlich die tägliche Wärmeschwankung. In Thälern und Mulden ist die Luft, wie gesagt, einer grösseren Bodenfläche benachbart als an Gipfeln, und darum unten in höherem Grade der Einwirkung jeder Aenderung der Bodentemperatur ausgesetzt. Dazu kommt aber noch während der Nacht das Herabfliessen der an den Hügel- oder Thalwänden erkalteten, schweren Luftmassen, welche namentlich in klaren und darum kalten Nächten sich in den Thalsohlen ansammeln, während am Tage durch den meist stärker als Nachts wehenden Wind die Gipfel vor stärkerer Erwärmung bewahrt werden. Woeikoff (22) drückt dies so aus: Eine convexe Oberfläche (Hügel, Berg) verkleinert die Amplitude der Temperatur, und zwar um so mehr, je grösser das Verhältniss der Höhe zur Breite ist; eine concave Oberfläche (Thal, Mulde) vergrössert die Amplitude, aber nur bis zu einem gewissen Verhältnisse der Höhe zur Breite.

Ausser diesen beständig für die Amplitude maassgebenden Dingen haben wir nun noch die zeitweise Beeinflussung der Wärmeschwankung zu betrachten. Dahin gehört zunächst die Jahreszeit, welche im Sommer grössere, im Winter geringere Amplituden erzeugt. Da der Boden um so mehr Wärme ausstrahlt, je höher seine Temperatur ist, so folgt, dass er in der wärmeren Jahreszeit sowohl mehr Wärme empfängt, als auch mehr ausgiebt, wie in der kälteren, und demnach eine grössere tägliche Amplitude hat. Für Berlin ist dies in Fig. 1 (S. 4) erkennbar.

Ferner ist hier die Bewölkung zu nennen, weil sie für die Strahlung sowohl der Sonne wie der Erde von grosser Bedeutung ist. Wenn, wie wir sahen, die Temperatur des Bodens und der Luft wesentlich vom Unterschiede der Wärmemengen abhängt, die der Boden durch Sonnenstrahlen empfängt und die er selbst ausstrahlt, so wird Alles, was die Grösse dieser beiden Mengen beeinflussen kann, auch den Betrag ihres Unterschiedes und also den Gang der Temperatur verändern. Bei

klarem Himmel erhält der Boden am Tage viel Wärme und verliert andererseits auch viel in der Nacht; ist der Himmel durch eine Wolkendecke verhüllt, so sind beide Strahlungen gehindert und der Boden wird am Tage wenig Wärme erhalten, Nachts wenig verlieren. Die tägliche Schwankung ist also bei klarem Wetter gross und wird durch Bewölkung verringert. Man hat es daher vielfach und mit Erfolg versucht, eine unerwünscht grosse Schwankung, namentlich starke nächtliche Abkühlung, durch Erzeugung einer künstlichen Wolkendecke zu vermindern, indem man bei Obst-, Wein- und ähnlichen Culturen an solchen Abenden, die ein tiefes nächtliches Temperaturminimum befürchten liessen, stark rauchende Feuer an der Windseite entzündete und die entstehenden Rauchwolken über die zu schützende Fläche ziehen liess.

Eine Witterungserscheinung, die wahrscheinlich mit dem Unterschiede zwischen See- und Binnenklima zusammenhängt, bilden die Kälterückfälle des Mai, im Volksmunde als die „gestrengen Herren“ oder „Eisheiligen“ bezeichnet. Erst 1839 durch Erman (23) und dann auf Grund ausgedehnteren Materials 1856 durch Dove (24) wurde nachgewiesen, dass in der That gegen Mitte Mai eine auffällige Abkühlung in Mitteleuropa einzutreten pflegt, und dass auch im langjährigen Durchschnitt der Tagesmittel dieser Kälterückfall erkennbar ist. Assmann (25) und v. Bezold (26) führten unabhängig von einander den Vorgang darauf zurück, dass im Frühjahr das Land sich stärker als die See erwärmt und dass also zur fraglichen Jahreszeit im Innern unseres Continentes eine kräftige Erwärmung auftritt. Damit ist alsdann eine Abnahme des Luftdruckes über Südosteuropa, und andererseits das Auftreten hohen Druckes über dem kälteren Meere, namentlich im Nordwesten der britischen Inseln, verbunden, und nach dem Buys-Balot'schen Gesetz (siehe dieses) folgt hieraus für Mitteleuropa Nord- oder Nordostwind, welcher Luft aus kälteren Gegenden herführt. Der alte Volksglaube bringt diesen Umstand noch dadurch zum Ausdruck, dass in Norddeutschland der 11. bis 13. Mai (Mamertus, Pankratius, Servatius), in südlicheren Gegenden, wohin der kalte Nordwind später kommt, der 12. bis 14. Mai (Pankratius, Servatius, Bonifacius) im Rufe frostigen Wetters stehen. Neuerdings hat Kremser (27) gezeigt, dass die täglichen Temperaturminima für Berlin, Marggrabowa und Klaussen (Ostpreussen) zwar einen deutlichen Kälterückfall im Durchschnitt der Jahre 1878 bis 1894 oder 1884 bis 1898 zeigen, dass aber die längeren Beobachtungsreihen 1848 bis 1898 in Berlin und Klaussen Mittelwerthe ergeben, aus welchen die Eisheiligen völlig verschwunden sind. Falls dies auf Tagesminima gegründete Ergebniss allgemeinere Bestätigung findet, so ist darum der alte Glaube an die gestrengen Herren doch nicht widerlegt. Ein Kälterückfall im Mai, der die Pflanzen schädigt und die Freude am Erwachen des Frühlings stört, prägt sich der Wahrnehmung und dem Gedächtnisse viel tiefer ein als eine gleichmässige oder selbst ungewöhnlich hohe Temperatur der nämlichen Tage. Und wenn das langjährige Mittel wirklich

keine Abkühlung zwischen dem 10. und 15. Mai erkennen liesse, so würden doch die in einzelnen Jahren eintretenden Kälterückfälle, obwohl nicht die Regel, sondern die Ausnahme bildend, in der Erinnerung wahrscheinlich gegen die weniger eindrucksvollen wärmeren Tage überwiegen.

Uebrigens muss, worauf Hellmann (28) aufmerksam gemacht hat, diese ganze Erwägung auf die Geltungszeit des Gregorianischen Kalenders (seit 1582) beschränkt werden. Soweit der üble Ruf der „gestrengen Herren“ aus noch älterer Zeit stammen sollte, bezieht er sich nach heutiger Benennung auf den 21. bis 23. Mai, weil man im Jahre 1582 zehn Kalendertage ausfallen und auf den 4. gleich den 15. October folgen liess.

Wenden wir uns nunmehr zu den Temperaturen des Erdbodens und insbesondere der tieferen Schichten, so darf von vornherein aus unseren bisherigen Studien zweierlei gefolgert werden: Die Boden-

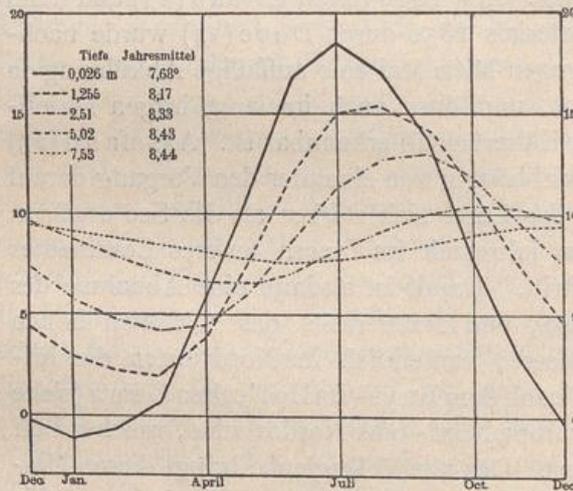


Fig. 4. Jährlicher Gang der Erdbodentemperatur verschiedener Tiefen in Königsberg.

Meter tief ein, natürlich im Sommer tiefer als im Winter, weil die Sommerschwankung an sich grösser ist. Einigermassen tiefliegende Keller können der Tagesschwankung nahezu entzogen sein. In Königsberg betrug nach J. Franz (29) die Tagesschwankung:

	Januar	Juli
in 0,314 m Tiefe	0,06°	0,80°
„ 0,627 „ „	0,03°	0,13°

Die Jahresschwankung derselben Beobachtungsstation ist nach den Berechnungen von Leyst (30) auf Grund 13 jähriger Beobachtungen (1873 bis 1877 und 1878 bis 1886) in Fig. 4 dargestellt. Wir sehen in der That nach unten hin die Mitteltemperatur wachsen und die Amplitude abnehmen. Ausserdem findet eine mit der Tiefe wachsende Verspätung der Extreme statt, wie es mit Rücksicht auf die Zeit, welche zur Fort-

temperatur muss nach unten hin, d. h. mit wachsender Annäherung an die heissen Schichten der Tiefe zunehmen; und die täglichen und jährlichen Aenderungen müssen nach unten hin, d. h. mit wachsender Entfernung vom Ursprungs-orte jener Aenderungen an Einfluss verlieren. In der That bestätigt dies die Erfahrung. Die tägliche Schwankung der Temperatur dringt je nach der Leitungsfähigkeit des Bodens einen bis mehrere

leitung der von der Oberfläche stattfindenden Wärmeänderungen erforderlich ist, ja nothwendig erscheint. So kommt es, dass schon in 7,53 m Tiefe December der wärmste und Juni der kälteste Monat ist.

Bewölkung und Niederschlag haben auf die Bodentemperatur merklichen Einfluss. Das Vorhandensein einer Wolkendecke vermindert die Strahlung und somit die Grösse der Schwankungen. Niederschlag scheint nicht bloss durch seine eigene Temperatur diejenige des Bodens zu beeinflussen, sondern nach Leyst (30) ausserdem auch in der Weise zu wirken, dass feuchte Bodenschichten besser als trockene die Wärme leiten, so dass bei feuchtem Erdreich die Temperaturunterschiede der verschiedenen Tiefenschichten abnehmen. Von ganz besonderem Einfluss sind ferner ausgedehnte Schneeflächen, weil deren rauhe Oberfläche trotz der hellen Farbe die Strahlung begünstigt, andererseits aber die eingeschlossene Luft den Schnee zu einem schlechten Wärmeleiter macht. Die am Tage eingestrahelte Wärme wird grossentheils zum Schmelzen der obersten Schneeschicht verbraucht und kann die Bodentemperatur nicht über 0° erheben; Nachts verliert die Schneefläche durch Ausstrahlung bedeutende Wärmemengen, und die schlecht leitende Schneeschicht hindert die Wärmeleitung aus dem Boden in die Luft. Also bringt, sofern man die Lufttemperatur betrachtet, eine zusammenhängende Schneefläche Kälte. Im Boden aber hält sie die Wärme zusammen und fördert das Gedeihen vieler Pflanzen, die im nackten Boden erfrieren würden.

Ueber die Temperaturvertheilung in den höheren Luftschichten haben wir den in den letzten Jahren ausgeführten wissenschaftlichen Ballonfahrten wesentliche Aufklärung zu danken. Da die Sonnenstrahlen ohne Wärmewirkung durch die uns zugänglichen Luftschichten hindurchgehen (s. S. 9), bildet für die untere Luft der Erdboden die einzige Wärmequelle, und es folgt hieraus, dass nach oben hin mit wachsender Entfernung von dieser Wärmequelle die Temperatur der Luft sinken muss. Es besteht aber zwischen der vom Boden kommenden Erwärmung der Luft und ihrer Abkühlung ein wesentlicher Unterschied. Während eine jede, beliebig starke Erkaltung des Bodens die entsprechende Abkühlung der unteren Luft nach sich zieht, und die Luftschichten um so sicherer am Boden verbleiben, je kälter und mithin schwerer sie geworden sind, ist die Erwärmung der unteren Luftschichten dadurch begrenzt, dass bei Ueberschreiten einer gewissen Temperatur die Luft emporsteigt. An sich und unter gleichem Druck ist ja natürlich kalte Luft schwerer als warme. Und nur weil nach oben hin der Druck abnimmt, und weil aus diesem Grunde auch die Dichte bei gleicher Temperatur oben geringer sein würde als unten, kann ohne Gleichgewichtsstörung die obere Luft um einen gewissen Betrag kälter sein. Es kommt hierbei in Betracht, dass auf- oder abwärts bewegte Luft ihre Temperatur ändert. Bekanntlich ist eine charakteristische Eigenschaft der Gase die Expansivkraft, d. h. das Bestreben, sich stets so weit auszudehnen, als der verfügbare Raum oder der äussere Druck gestatten. Wenn nun Luft beim

Emporsteigen unter geringeren Druck kommt und sich demgemäss ausdehnt, so leistet die Expansivkraft eine gewisse Arbeit, die als Energieverlust oder Wärmeverbrauch mit Abkühlung verbunden ist. Wenn umgekehrt Luft herabsinkt, unter grösseren Druck kommt und auf einen kleineren Raum zusammengedrückt wird, so nimmt ihr Ausdehnungsbestreben zu, ihr Energievorrath wird vermehrt, es entsteht Erwärmung. Diese als dynamische Abkühlung oder Erwärmung bezeichnete Temperaturänderung beträgt $0,99^{\circ}$ beim Auf- oder Absteigen der Luft um je 100 m. Ist nun die Temperaturabnahme nach oben in der ruhenden Atmosphäre geringer als $0,99^{\circ}$ auf 100 m (was meistens zutrifft), so sagt man, die Luft sei in stabilem Gleichgewicht; denn wenn eine Luftmasse jetzt wärmer (oder kälter) als ihre Umgebung ist und deswegen zu steigen (oder zu sinken) beginnt, so erreicht sie in einer gewissen Höhe Luft der eigenen Temperatur, und die Bewegung hört auf. Beträgt die Temperaturabnahme in der Atmosphäre gerade $0,99^{\circ}$ auf 100 m, so heisst dieser Zustand „adiabatisch“ oder auch indifferentes (convectives) Gleichgewicht. Das etwa vorhandene Bestreben einer Luftmasse, zu steigen oder zu sinken, wie es aus Temperaturdifferenz gegen die Umgebung entspringt, wird bei dieser Temperaturvertheilung nicht durch Steigen oder Sinken geändert. Ist eine Luftmasse irgendwo im Gleichgewicht, so wird sie es auch sein, nachdem man sie in eine beliebige andere Höhe gebracht hat. Wenn ferner die Temperatur der Atmosphäre um mehr als $0,99^{\circ}$ auf 100 m nach oben hin abnimmt, so muss eine nach oben oder unten in Bewegung gebrachte Luftmasse mit immer steigender Kraft sich bewegen, denn je weiter sie kommt, um so mehr weicht ihre Temperatur von derjenigen der Umgebung ab. Ist sie wärmer als die umgebende Luft, so wird sie es im Aufsteigen noch mehr; ist sie kälter als die Umgebung, so wird sie es im Absteigen noch mehr, und jede einmal eingeleitete verticale Bewegung wächst von selbst. Dieser Zustand heisst labiles Gleichgewicht. Ein freiwilliges Auf- und Absteigen der Luft ohne äusseren Anstoss kann erst stattfinden, wenn das specifische Gewicht der oberen Schichten grösser als dasjenige der unteren ist. Hierzu gehört eine Temperaturänderung in der Atmosphäre von $3,42^{\circ}$ auf 100 m. Bei Erwägungen dieser Art pflegt man nach v. Bezold (31) als potentielle Temperatur einer Luftmasse diejenige zu bezeichnen, welche die Luft annehmen würde, wenn sie ohne Zu- oder Ableitung von Wärme auf den Druck von 760 mm Quecksilberhöhe gebracht würde. Der Einfluss des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes ist hier noch nicht berücksichtigt worden.

Wie wir oben sahen, ist die Einwirkung des Bodens auf die Temperatur der jeweils unten befindlichen Luftmassen verschieden je nach dem Sinne der Wärmebewegung. Abkühlung des Bodens theilt sich der Luft unbegrenzt mit, Erwärmung dagegen nur so lange, bis der aufsteigende Luftstrom die erwärmte Luft wegführt, und kältere an ihre

Stelle tritt. Im Durchschnitt folgt daraus eine niedrigere Temperatur der unteren Luftschichten, als sie ohne Bewegung haben würden, und es entspricht dieser Erwägung, dass die Gebirge als Theile des Bodens, welche in die Atmosphäre hineinragen, erkältend auf die benachbarte Luft wirken. Darum scheint an Gebirgsstationen das verticale Temperaturgefälle grösser als in den gleichen Schichten der freien Atmosphäre. Für Gebirge fand Hann (15), wie oben erwähnt, durchschnittlich $0,57^{\circ}$ Abkühlung auf 100 m, in den untersten 3000 m der Atmosphäre betrug bei den Luftfahrten die entsprechende Zahl nur 0,50 bis $0,54^{\circ}$.

Noch deutlicher erscheint die abkühlende Wirkung des Bodens bei der sogenannten Temperaturumkehr (Inversion), d. h. wenn die Luft am Boden kälter ist als darüber. In klaren Nächten und namentlich zur Winterszeit tritt dieser Zustand sehr häufig ein und erstreckt sich je nach der Stärke der Bodenerkaltung mehr oder minder hoch hinauf. Es kann auf solche Art geschehen, dass in Frostnächten die Baumwipfel verschont bleiben, während die unteren Zweige und die Gesträuche erfrieren. Es kann unter entsprechenden Witterungsverhältnissen aber auch geschehen, dass die Inversion bis 3000 m hinaufreicht. Aehnlich wie der Erdboden vermag auch die obere Grenzfläche einer Wolke sich abzukühlen und dann in der darüber liegenden Luft Erkaltung und Inversion zu erzeugen. Eine solche Erscheinung beobachtete Berson (32) gelegentlich einer Ballonfahrt in nahezu 8000 m Höhe.

Derselbe Forscher berechnet aus den bei 75 Luftfahrten gemessenen Temperaturen folgende Mittelwerthe für die verschiedenen Höhen und Jahreszeiten:

Höhe m	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Erde	—	—	—	—	10,4 ⁰
1000	— 0,6 ⁰	2,5 ⁰	11,0 ⁰	5,4 ⁰	5,4
2000	— 5,1	— 2,1	5,3	1,6	0,5
3000	— 10,8	— 8,6	0,9	— 2,6	— 5,0
4000	— 14,6	— 14,5	— 5,0	— 7,7	— 10,3
5000	—	—	—	—	— 16,6
6000	—	—	—	—	— 24,2
7000	—	—	—	—	— 29,4
8000	—	—	—	—	— 38,3
9000	—	—	—	—	— 46,4

Ueber 4000 m hinaus konnten Mitteltemperaturen der einzelnen Jahreszeiten nicht berechnet werden, weil die Zahl der in solchen Höhen gewonnenen Messungen zu gering ist. Es fanden insgesamt nur 11 Fahrten bis zu 6000 m, 5 bis zu 7000 m und nur 2 bis 8000 m Höhe statt. Bemerkenswerth ist, dass in der Höhe der Herbst merklich wärmer

als der Frühling ist; es rührt dies von der Verspätung der Jahreszeiten her, die in der oberen Luft ganz ebenso wie in den unteren Bodenschichten stattfindet.

Für die verticale Abnahme der Temperatur auf je 100 m fand Berson (32):

Höhe m	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr	Anti- cyclone	Cyklone
0—1000	0,04 ⁰	0,49 ⁰	0,71 ⁰	0,48 ⁰	0,50 ⁰	0,38 ⁰	0,61 ⁰
1000—2000	0,42	0,52	0,58	0,43	0,50	0,40	0,55
2000—3000	0,56	0,60	0,53	0,49	0,54	0,53	0,57
3000—4000	0,53	0,51	0,57	0,50	0,53	0,54	0,53
4000—5000	0,67		0,60		0,64	0,64	0,65
5000—6000	0,68		0,72		0,69	0,72	0,67
6000—7000	—		—		0,66	0,71	0,64
7000—8000	—		—		0,72	0,77	0,62
8000—9000	—		—		0,90	—	—

Die durchschnittliche Temperaturabnahme zwischen Erde und 9000 m Höhe beträgt 0,63 m auf 100 m. In der vorstehenden Tabelle zeigen die kleineren Zahlen für die unteren Luftschichten und namentlich für die kalte Jahreszeit, wie der Boden abkühlend auf die ihm nahen Luftmassen wirkt. Die langsamere Abnahme der Temperatur in mittleren Höhen ist auf Condensation des aufsteigenden Wasserdampfes zurückzuführen. In grösseren Höhen nähert sich die Temperaturabnahme der adiabatischen Vertheilung, welche da eintreten dürfte, wo Aenderungen der Bodentemperatur keine Wirkung mehr äussern. In welcher Höhe dies erreicht ist und also der jährliche Temperaturgang aufhört, kann aus den bisherigen Beobachtungen noch nicht entnommen werden. Der tägliche Gang nimmt nach oben hin rasch ab und zeigt dabei wachsende Verspätung, beides namentlich in der warmen Jahreszeit. Am 8. Juni 1898 konnte aus den gleichzeitig in vier Luftballons angestellten Beobachtungen berechnet werden, dass von der am Boden stattfindenden Temperaturänderung in 700 m Höhe noch die Hälfte, in 1100 m ein Drittel, in 1400 m ein Viertel, in 1600 m ein Fünftel, in 2000 m ein knappes Siebentel, in 3000 m ein Zwanzigstel, darüber hinaus verschwindend wenig vom täglichen Gange erkennbar war.

Zum Schluss dieses von der Temperatur handelnden Capitels soll über die Thermometer und ihre Aufstellung berichtet werden. Bekannt ist, dass die beim Erwärmen stattfindende Ausdehnung des Quecksilbers es ist, welche in unseren Thermometern das Steigen hervorruft. Wenn man aber ein Thermometer rascher Erwärmung aussetzt, so beobachtet man zuerst ein kurzes Sinken und dann erst das Steigen des Quecksilbers, denn es erwärmt sich zuerst die Glashülle des Instruments und bewirkt durch ihre Ausdehnung, dass das Quecksilber so lange fällt,

bis die Wärme durch das Glas hindurch zum Quecksilber gelangt ist. Dieser einfache Versuch lässt erkennen, wie sehr der Stand des Thermometers von der Ausdehnung des Glases abhängt, und beweist die Wichtigkeit der Auswahl einer geeigneten Glassorte. Viele ältere Apparate zeigen allmähliche Aenderungen im Verhalten des Glases, so dass ein solches Thermometer in regelmässigen Zwischenräumen geprüft werden muss, um vertrauenswerthe Angaben zu liefern. Besonders günstige Eigenschaften haben die aus Jenenser Glas gearbeiteten Thermometer, welche an einem dunklen Längsstreifen kenntlich sind. Um die Fehler eines Thermometers zu bestimmen, muss man zunächst seine festen Punkte prüfen, den Nullpunkt durch Einsenken in schmelzendes Eis, den Siedepunkt durch Eintauchen in den Dampf siedenden Wassers. Letzteres geschieht in geschlossenem Gefäss mit Dampfauslass, und es ist dabei der Barometerstand zu beachten, denn bei Aenderung des Luftdruckes um etwa 27 mm Quecksilberhöhe ändert sich im gleichen Sinne der Siedepunkt des Wassers um 1° . Ferner gehört zur Thermometerprüfung das Calibriren, d. h. die Feststellung etwaiger Ungleichmässigkeiten in der Rohrweite. Trennt man einen Quecksilberfaden vom übrigen Quecksilber ab und verschiebt ihn durch Neigen des Rohres, so erscheint er in engeren Rohrtheilen länger als in weiteren Stellen, und man kann danach eine Correctionstabelle für die ganze Thermometertheilung herleiten. Einfacher ist es natürlich, eine solche Tabelle durch Vergleichen des Thermometers mit einem als zuverlässig anzusehenden Normalinstrument zu gewinnen, wobei die Vergleichung über alle in Betracht kommenden Temperaturen auszudehnen ist.

Um die Extremtemperaturen zu messen, nämlich die höchste und die tiefste Temperatur des Tages, benutzt man das Maximum- und das Minimumthermometer. Ersteres ist ein in horizontaler Lage befindliches Quecksilberthermometer „mit Abreissfaden“, nämlich mit einer Vorrichtung, durch welche bei sinkender Temperatur ein Theil des vorher gestiegenen Quecksilberfadens abreisst und liegen bleibt, so dass man die höchste Temperatur nachher noch erkennen kann. Nach deren Ablesung wird das Instrument in aufrechte Stellung gebracht, wobei der abgetrennte Quecksilberfaden sinkt und sich wieder mit dem übrigen Quecksilberfaden vereinigt. Das Minimumthermometer ist ein gleichfalls horizontal befestigtes Thermometer mit Toluolfüllung, in dessen Flüssigkeit ein dünnes Glasstäbchen mit verdickten Enden sich befindet. Beim Sinken der Temperatur wird das Stäbchen von der Flüssigkeitsoberfläche mitgeschoben und bleibt beim nachherigen Steigen an der niedrigsten Stelle, die es erreichte, liegen. Nach der Ablesung wird auch dies Instrument durch Aufrechtstellen wieder zu neuem Gebrauch vorgerichtet, indem man das Stäbchen bis zur Flüssigkeitsoberfläche gleiten lässt. Fig. 5 (a. f. S.) zeigt die gewöhnliche Anordnung des trockenen, feuchten (siehe unten Psychrometer) Maximum-, und Minimumthermometers.

Für die Aufstellung der Thermometer ist der Zweck, „Schatten-

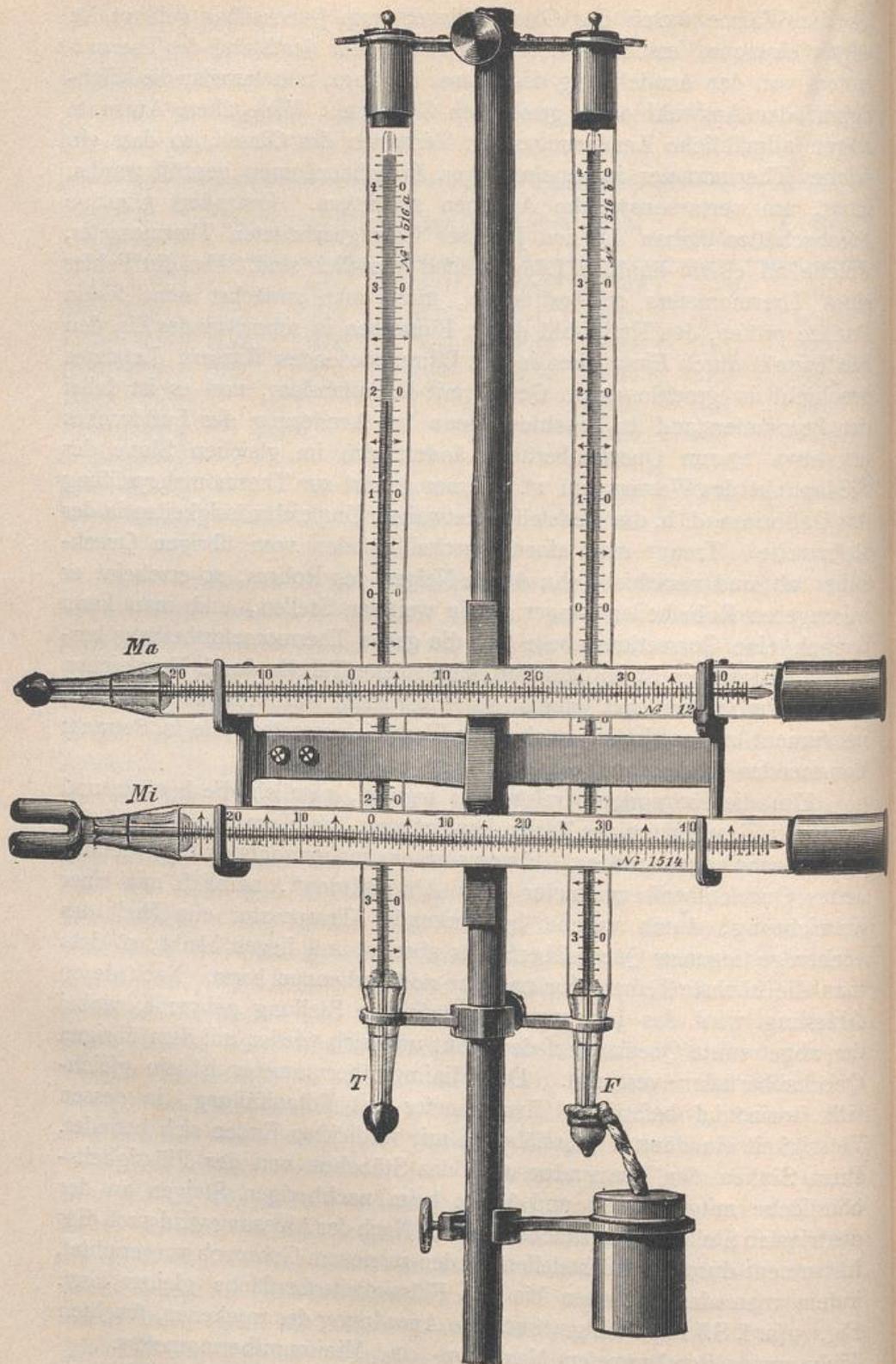


Fig. 5. Trockenes, feuchtes, Maximum-, Minimumthermometer.

temperaturen“ zu beobachten, maassgebend. Sowohl an der „Thermometerhütte“, die frei auf dem Boden stehend angebracht wird, als auch an dem vor dem Fenster des Beobachters befindlichen „Gehäuse“ wird durch jalousieartige Form der aus Holz oder Blech bestehenden Wände die Sonnenstrahlung möglichst ausgeschlossen, dem Winde aber der freie Durchzug gestattet.

Wie sehr die Art und namentlich die Höhe der Aufstellung in Betracht kommen kann, ist aus unseren vorstehenden Angaben über die verticale Temperaturvertheilung ohne Weiteres zu entnehmen. Erwähnt sei noch, dass nach meinen (33) Beobachtungen an der Berliner landwirthschaftlichen Hochschule die Temperaturverhältnisse in einem 17 m über dem Boden vor dem Fenster befindlichen Gehäuse weniger gut den nahe am Erdboden herrschenden Wärmezustand wiedergaben, als die Messungen, welche auf dem Dache in 25,5 m Höhe über dem Boden stattfanden, so dass also die Dachfläche ähnlich wie die Bodenfläche auf die Temperatur der zunächst benachbarten Luft zu wirken schien.

Es hat sich indessen als überaus schwierig herausgestellt, ein Thermometer durch Beschirmung mittels schattengebender Körper gänzlich gegen den Einfluss der Strahlung zu schützen. Auch wenn die Kugel des Thermometers von unmittelbarer Strahlung nicht getroffen wird, erhöht sich doch im Sonnenschein die Temperatur der zum Schutz bestimmten Gegenstände (Hütte, Gehäuse) und wirkt auf den Stand des Thermometers. Und ebenso ist Nachts die abkühlende Wirkung der Ausstrahlung nicht leicht zu vermeiden. Um nun dem Thermometer die Temperatur der umgebenden Luft zu ertheilen, bemühte man sich, eine recht innige und wirksame Berührung zwischen

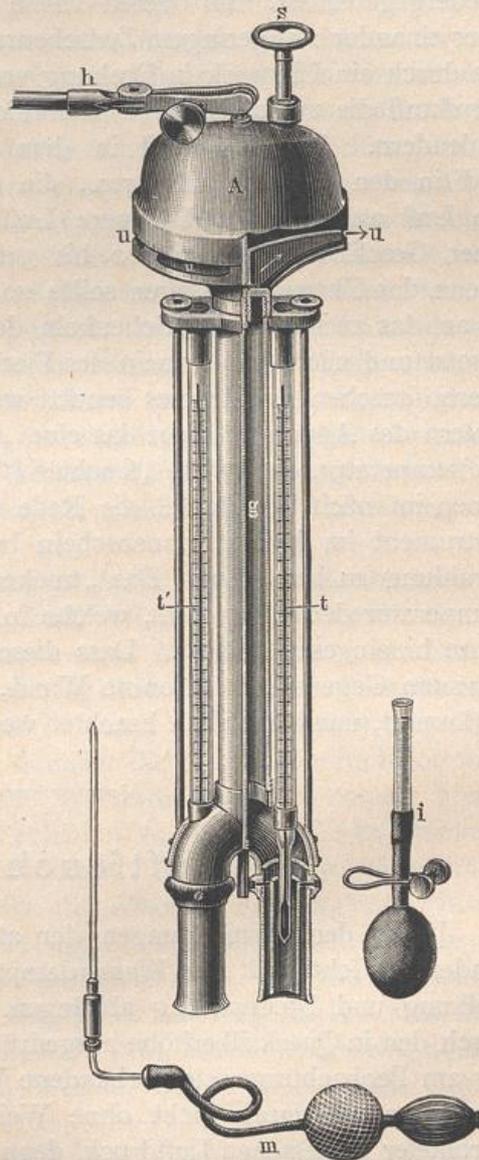


Fig. 6. Aspirationspsychrometer nach Assmann.

Thermometer und Luft zu erzeugen. Man construirte in diesem Bestreben das Schleuderthermometer, ein an einer Schnur oder drehbar an einem Stabe befestigtes Instrument, welches vor der Ablesung in rascher Drehung herumgeschwungen und dabei mit beständig erneuerter Luft in Berührung gebracht wird. Hierdurch wird die Temperaturabweichung des Thermometers gegen die Luft allmählich zum Verschwinden gebracht. Noch wirksamer erwies sich die Einrichtung des Aspirationspsychrometers, dessen von Assmann (34) herrührende neuste Form in Fig. 6 (a. v. S.) wiedergegeben ist. Im oberen Theile des Apparates befinden sich zwei über einander mit geringem Zwischenraum liegende horizontale Scheiben, die durch ein Uhrwerk in Drehung versetzt werden und mittels Centrifugalkraft die zwischen ihnen befindliche Luft aus dem Spalt *u* herausschleudern. Dadurch wird in dem abwärts führenden Mittelrohre *g* und in den beiden Hüllrohren, die die Thermometerkugeln umgeben, die Luft angesaugt und äussere Luft an den Thermometerkugeln mit einer Geschwindigkeit von 2 bis 3 m in der Secunde vorbeigeführt. Wenn das Uhrwerk versagen sollte, so kann auch das Handdruckgebläse *m* an das zwischen den Schenkeln des Apparates befindliche Rohr angesetzt und nach dem Princip des Ejectors zur Erzeugung eines ungefähr ebenso raschen Luftstromes benutzt werden. Von den beiden Thermometern des Apparates dient das eine „trockene“ (*t*) zur Bestimmung der Lufttemperatur, das zweite „feuchte“ (*t'*) für Feuchtigkeitsmessungen, von denen im nächsten Capitel die Rede ist. Man kann in der That dies Instrument im hellen Sonnenschein benutzen, ohne einen Einfluss der Strahlung zu bemerken. Das „trockene“ Thermometer zeigt genau die Temperatur derjenigen Luft, welche in die unteren Oeffnungen der Hüllrohre hineingesaugt wird. Dass diese Luft nicht etwa von einem erwärmten Gegenstand (besonnte Wand, Körper des Beobachters u. s. w.) herkommt, muss natürlich beachtet werden.

Luftfeuchtigkeit.

Unter den Beimengungen der atmosphärischen Luft ist von besonderer Wichtigkeit der Wasserdampf, weil von seinem Verhalten Bewölkung und Niederschlag abhängen. Man misst die Luftfeuchtigkeit durch den in Quecksilberhöhe ausgedrückten Werth des Druckes, welchen der am Beobachtungsort vorhandene Wasserdampf ausübt. Es ist aber dieser Dampfdruck nicht ohne Weiteres vergleichbar mit dem vom Barometer gemessenen Luftdruck, denn während der letztere in der That das Gewicht der über dem Barometer befindlichen Luftsäule angiebt, ist der Dampfdruck keineswegs ein Ausdruck für das Gewicht der über dem Beobachtungsort befindlichen Dampfmenge. Es wäre dies nur richtig, wenn man sich den Dampf als eine besondere und in sich im